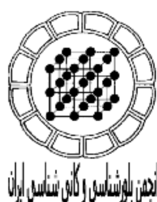
مجله
بلورشناسی و کانی شناسی ایران

سال بیست و چهارم، شمارهٔ چهار، زمستان ۹۵، از صفحهٔ ۷۰۳ تا ۷۱۴



کانی شناسی و زمین‌شیمی عناصر خاکی نادر پهنه‌ی دگرسانی انباق، خاور اهر، شمال باختر ایران

کمال سیاه چشم*[۱]، علی عابدینی[۲]، محمد شهسواری بمی [۱]

۱- گروه علوم زمین، دانشکده علوم طبیعی، دانشگاه تبریز

۲- گروه زمین شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه ارومیه

(دریافت مقاله: ۹۵/۱/۱۴، نسخه نهایی: ۹۵/۲/۲۷)

چکیده: پهنه‌ی دگرسانی انباق در ۲۵ کیلومتری خاور اهر، به عنوان بخشی از کمربند فلززایی اهر- جلفا دربردارنده‌ی گستره‌ی وسیعی از سنگ‌های آندریتی بازالتی ائوسن است که تحت تاثیر فازهای گرانیتی- گرانودیوریتی (الیگومیوسن) دستخوش فرایندهای دگرسانی گرمابی گسترده با انواع سیلیسی، آرژیلیک، فیلیک و پروپلیتیک شده‌اند. کاهش جرم عناصر REEs در منطقه‌ی سیلیسی متأثر از شرایط pH پایین شاره‌ها و فعالیت بالای لیگند SO_4^{-2} در سیال، تهی‌شدگی LREEs در زون آرژیلیک به علت توان جذب پایین کانی‌های رسی در pH اسیدی و غنی شدگی HREEs در زون فیلیک ناشی از فراوانی سریسیت (±اکسید آهن) برآورد می‌شود. کاهش قابل توجه نسبت (Eu/Eu*) در زون سیلیسی نسبت به دیگر زون‌های دگرسانی به شستشوی اسیدی و حضور اندک سولفیدهای گرمابی و کانی‌های رسی در جذب Eu^{+2} آزاد شده نسبت داده می‌شود. کاهش pH ناشی از اکسیداسیون پیریت‌های درونزاد و دمای بالای محلول‌های دگرسانی در زون آرژیلیک باعث بی‌هنجاری منفی Eu شده است. عواملی نظیر تغییر در pH، فراوانی فازهای کانیایی نئومورف روبنده، نوع و فراوانی لیگندها نقش کنترلی مهمی در توزیع تمرکز REEs در سیستم دگرسانی انباق ایفا کرده‌اند.

واژه‌های کلیدی: *انباق؛ دگرسانی؛ عناصر خاکی نادر؛ آرژیلیک؛ فیلیک؛ سیلیسی.*

مقدمه

پهنه‌ی دگرسانی انباق در فاصله‌ی ۵۲ کیلومتری خاور شهرستان اهر، با مختصات جغرافیایی ″۰۴ '۲۲ °۴۷ تا ″۰۰ '۱۵ °۴۷ طول شرقی و ″۴۰ '۳۰ °۳۸ تا ″۴۷ '۲۸ °۳۸ و عرض شمالی است. این بخش از آذربایجان یک زون پویا از نظر ماگماتیسم سنوزوئیک بوده و دارای وسعت قابل توجهی از سنگ‌های آتشفشانی پالئوسن- ائوسن با ترکیب غالب آندزیت، آندزی بازالت، و لاتیت است. زمین‌ساختی فعال منطقه و وجود شکستگی‌های متعدد معبری برای ورود محلول‌های گرمابی ناشی از فازهای نفوذی (الیگومیوسن) در سنگ‌های آتشفشانی و گسترش منطقه‌های دگرسانی گرمابی گسترده و رخداد کانی‌سازی‌هایی فلزی متعدد را فراهم کرده است [۱]. تأثیرهای زمین‌شیمیایی شاره‌های دگرسان کننده باعث تغییراتی در ترکیب عناصر کمیاب و خاکی نادر سنگ میزبان شده و با بررسی پارامترهای کنترل کننده‌ی الگوی توزیع این عناصر، می‌توان قلمرو زمین‌شیمیایی منطقه‌های دگرسان شده و سالم را در منطقه تفکیک کرد. در سال‌های اخیر، با بررسی‌های زمین‌شیمی عناصر خاکی نادر اطلاعات بسیار جامع و مناسبی از فرایندهای دخیل در شکل‌گیری و گسترش منطقه‌های دگرسان وابسته‌به کانی‌سازی‌های مختلف نظیر کانسارهای مس- طلای پورفیری و اپی‌ترمال سولفیدی شدن بالا در پژوهشگران مختلف در مقیاس جهانی ارائه شده است [۲-۴].

*نویسنده مسئول، تلفن: ۰۹۱۴۱۰۰۴۶۸۵، نمابر: ۰۴۱۳۳۳۹۲۷۰۳، پست الکترونیکی: kl_siahcheshm@tabrizu.ac.ir

[DOR: 20.1001.1.17263689.1395.24.4.7.5]

این بررسی‌ها نشان دادند که برخلاف نظرهای قدیمی که دلالت بر بی‌تحرکی REEs طی فرایندهای دگرسانی و هوازدگی داشتند [۵]، این عناصر می‌توانند در شرایط خاص pH پایین، نسبت بالای آب به سنگ و فراوانی لیگاندهای کمپلکس‌ساز نظیر F^-، Cl^-، CO_3^{-2}، SO_4^{-2} و PO_4^{-3} به تحرک در آیند [۶]. تغییرات pH و دمای محلول‌های مسئول دگرسانی را می‌توان از مهمترین عوامل کنترل کننده در توزیع، تحرک و غنی‌شدگی عناصر خاکی نادر در منطقه‌های دگرسان در نظر گرفت. تاکنون، چنین بررسی‌هایی روی سیستم دگرسان منطقه‌ی انباق به دلایل متعددی امکان‌پذیر نبوده است. در این پژوهش سعی شده است تا به بررسی روند گسترش منطقه‌های دگرسان، تغییرات کانی‌شناختی، عوامل زمین‌شیمیایی مؤثر در تحرک و رفتار عناصر خاکی نادر، شرایط فیزیکوشیمیایی محیط تشکیل و گسترش منطقه‌های دگرسان، و دلایل تغییرات بی‌هنجاری‌های Eu و Ce طی پیشرفت فرایندهای دگرسان پرداخته شود.

روش بررسی

در این پژوهش، پس از پیمایش‌های صحرایی و بررسی ویژگی‌های زمین‌ساختاری، دگرشکلی و دگرسانی قابل تشخیص در منطقه، اقدام به تهیه‌ی نقشه‌ی زمین‌شناسی به مقیاس ۱:۲۵۰۰۰ شد. در این مرحله، بالغ بر ۱۴۰ نمونه‌ی سنگی از این واحدها برداشت شوند. بین نمونه‌های برداشت شده، تعداد ۲۳ مقطع نازک و ۱۷مقطع صیقلی از منطقه‌های دگرسان و سنگ میزبان مورد بررسی‌های سنگ‌نگاری و کانه‌نگاری قرار گرفتند. برای شناسایی فازهای کانیایی نامشخص، تعداد ۱۴ نمونه به روش آنالیز پراش پرتو مجهول (XRD) در آزمایشگاه شرکت معدنی کان‌پژوه مورد بررسی قرار گرفتند (جدول ۱). برای بررسی‌های زمین‌شیمیایی، ۷۷ نمونه از منطقه‌های دگرسان (۲۶ نمونه از منطقه‌ی آرژیلیک، ۸ نمونه از منطقه‌ی فیلیک، ۷ نمونه از منطقه سیلیسی، ۳۶ نمونه از منطقه‌ی پروپلیتیک) و ۷ نمونه از سنگ میزبان آندزیتی با حداقل دگرسانی، برای اندازه‌گیری عناصر کمیاب و خاکی نادر به روش ICP-MS در آزمایشگاه ALS-Chemex کانادا تجزیه شدند. نتایج تجزیه‌های شیمیایی سنگ میزبان آندزیتی با حداقل دگرسانی و منطقه‌های دگرسان یاد شده در جدول ۲ ارائه شدند. در این پژوهش و برای محاسبات تهی‌شدگی و غنی‌شدگی از روش تغییرات جرم [۷] و برای تفسیر عوامل موثر در توزیع عناصر خاکی نادر در منطقه‌های دگرسان مبادرت به هنجار کردن مقادیر REEs به ترکیب کندریت [۸] کرده و سپس از محاسبات ضرایب همبستگی رتبه‌ای پیرسون بین نمونه‌های دگرسان استفاده شدند. نتایج حاصل از این محاسبات بین نمونه‌های منطقه‌ی دگرسان آرژیلیک و فیلیک به ترتیب در جدول‌های ۳ و ۴ ارائه شده‌اند.

زمین شناسی

منطقه‌ی دگرسان انباق در حاشیه‌ی شرقی کمربند فلززایی اهر- جلفا واقع شده است. این منطقه ادامه‌ی بخش جنوبی کمربند فلززائی قفقاز کوچک محسوب می‌شود. در رده‌بندی پهنه‌های رسوبی- ساختاری ایران [۹]، این گستره‌بخشی از منطقه‌ی البرز - آذربایجان است (شکل ۱ الف). منطقه‌ی مورد بررسی از نظر زمین‌شناسی و زمین‌ساختی تاریخ پیچیده‌ای را پشت سر گذاشته است. فعالیت‌های ماگمایی ائوسن بالایی- الیگوسن یکی از جالب‌ترین و چشمگیرترین سیماهای زمین‌شناسی در ناحیه است و مسئول کانی‌سازی مس پورفیری و برخوردگاه دگرنهادی و دگرسانی‌های وابسته در شمال غرب ایران و قفقاز جنوبی به شمار می‌آید. رخنمون‌های این ناحیه بیشتر شامل سنگ‌های آذرین آتشفشانی وابسته به محیط‌های قاره‌ای و دریایی کم عمق است. فعالیت‌های آتشفشانی در این ناحیه، حداقل از ائوسن تا کواترنر به صورت متناوب ادامه داشته است، به طوریکه در ائوسن غالباً به صورت گدازه و مواد آذر آواری با ترکیب غالب آندزیت، تراکی‌آندزیت، آندزیت پیروکسن‌دار، بازالت، آندزی بازالت همراه با توف‌های اسیدی به شدت سیلیسی و توف‌های ریوداسیتی تا داسیتی است. در الیگوسن فعالیت‌های ماگمایی باعث نفوذ توده‌های گرانیتی - گرانودیوریتی و دایک‌های منشعب در منطقه شده‌اند که گرماب‌های حاصل از آن موجب دگرسانی‌های گرمابی گسترده در منطقه شده‌اند. همچنین، به علت نفوذ همین گرماب‌ها، پدیده‌ی آلونیتی در منطقه تقریباً عمومیت داشته‌اند.

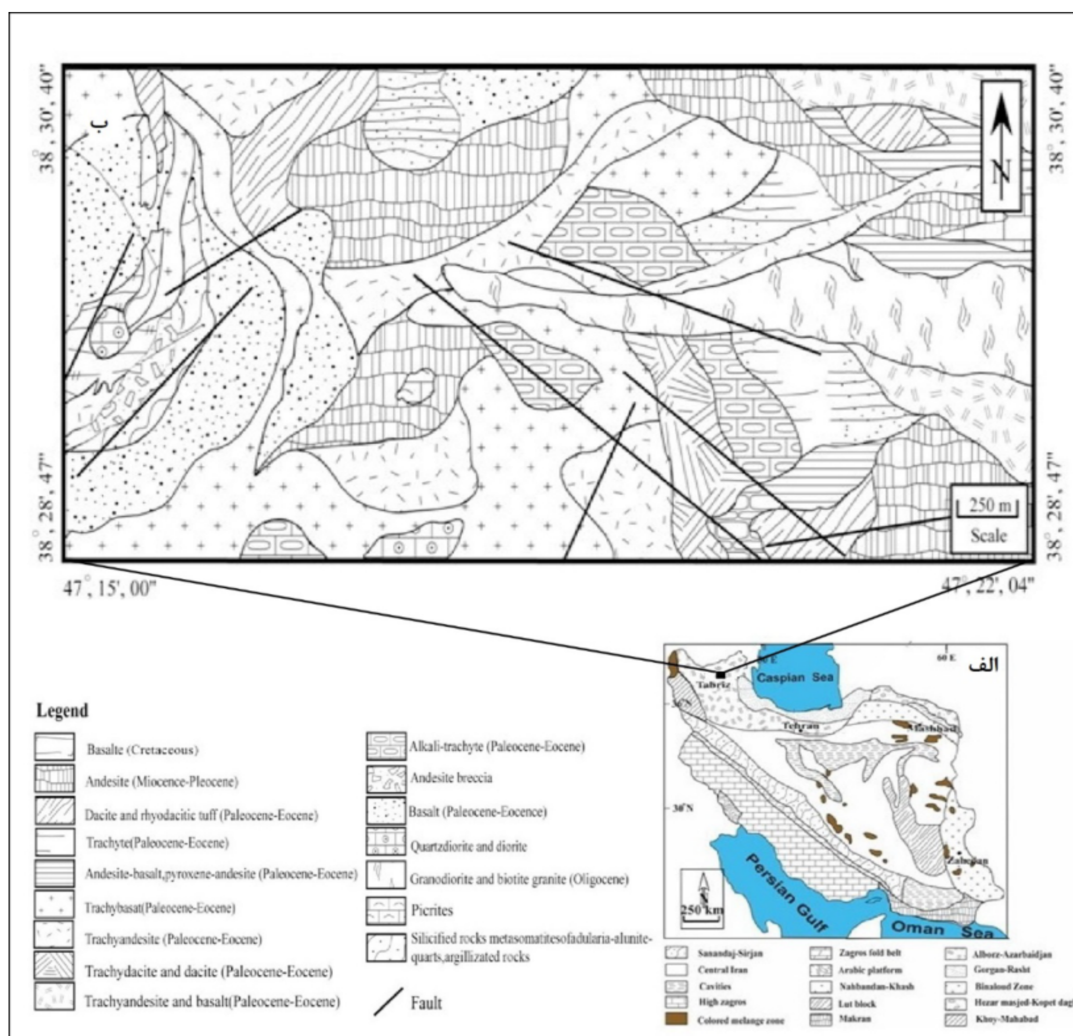
روابط صحرایی دگرسانی‌های گرمابی

دگرسانی درونزاد مخرّب فلدسپارها در شکل‌های کوارتز-سریسیت-کلریت (فیلیک) و آرژیلیک سبب روپوشانی مجموعه‌ی کانیایی سنگ میزبان و دگرسانی گرمابی اولیه (پروپلیتیک) در منطقه شده است.

[DOR: 20.1001.1.17263689.1395.24.4.7.5]

جدول ۱ نتایج بررسی‌های پراش پرتو ایکس نمونه‌های مورد بررسی از منطقه‌های مختلف دگرسانی در منطقه‌ی انباق.

شماره نمونه	زون دگرسانی	ترکیب کانی شناسی
An-S-۱	سیلیسی	کوارتز، روتیل
An-S-۳	سیلیسی	کوارتز، روتیل، آناتاز
An-S-۵	سیلیسی	کوارتز، روتیل، آناتاز
An-PH-۱	فیلیک	کوارتز، پیریت، سریزیت، هماتیت، گوتیت
An-PH-۵	فیلیک	کوارتز، پیریت، سریزیت، گوتیت
An-PH-۷	فیلیک	کوارتز، سریزیت، پیریت، هماتیت، گوتیت
An-A-۱	آرژیلیک	کائولینیت، ایلیت، جاروسیت، آلونیت، کلسیت، آپاتیت،
An-A-۷	آرژیلیک	کائولینیت، ایلیت، آپاتیت، بوهمیت، دولومیت، موسکویت، گوتیت
An-A-۱۸	آرژیلیک	کائولینیت، ایلیت، جاروسیت، آپاتیت، بوهمیت، دولومیت، موسکویت، گوتیت
An-A-۲۴	آرژیلیک	کائولینیت، ایلیت، جاروسیت، آلونیت، موسکویت، گوتیت
An-PR-۱	پروپلیتیک	کلریت، کلسیت، اپیدوت، کوارتز
An-PR-۵	پروپلیتیک	کلریت، کلسیت، اپیدوت، آپاتیت، کوارتز
An-PR-۱۴	پروپلیتیک	کلریت، کلسیت، اپیدوت
An-PR-۲۵	پروپلیتیک	کلریت، کلسیت، اپیدوت



شکل ۱ الف) موقعیت منطقه‌ی انباق در نقشه‌ی منطقه‌های ساختاری ایران [۹]؛ ب) نقشه‌ی زمین شناسی ۱:۲۵۰۰۰ گستره‌ی بررسی‌ها.

[DOR: 20.1001.1.17263689.1395.24.4.7.5]

جدول ۲ مقادیر عناصر خاکی نادر در آندزیت با حداقل دگرسانی و نمونه‌های منتخب از منطقه‌های دگرسانی مختلف.

عنصر/ دگرسانی	**شماره نمونه**	**La**	**Ce**	**Pr**	**Nd**	**Sm**	**Eu**	**Gd**	**Tb**	**Dy**	**Ho**	**Er**	**Tm**	**Yb**	**Lu**	**ΣREE**	**Ce/Ce***	**Eu/Eu***
آندزیت با حداقل دگرسانی	An-F-۱	۴۳٫۹	۷۲٫۹	۸٫۹۸	۳۱٫۵	۵٫۸	۱٫۷۴	۵٫۲۴	۰٫۷۲	۳٫۱۷	۰٫۶۲	۱٫۶۵	۰٫۲۲	۱٫۴۱	۰٫۲۱	۱۶۹٫۱	۰٫۹۹	۰٫۹۶
	An-F-۲	۴۵٫۳	۹۴٫۶	۱۱٫۱۰	۳۶٫۹	۶٫۲۱	۱٫۸۳	۶٫۱۱	۰٫۸	۳٫۵۲	۰٫۶۸	۱٫۸۸	۰٫۲۶	۱٫۶۴	۰٫۲۵	۲۱۱٫۱	۱٫۰۰	۰٫۹۱
	An-F-۳	۴۷٫۴	۹۹٫۳	۱۱٫۵	۳۷٫۸	۶٫۳۹	۱٫۸۱	۶٫۱۴	۰٫۸۱	۳٫۵۱	۰٫۶۸	۱٫۹	۰٫۲۷	۱٫۶۷	۰٫۲۶	۲۱۹٫۴	۱٫۰۱	۰٫۸۸
	An-F-۴	۳۰٫۷	۶۳٫۵	۷٫۹۶	۲۹٫۰	۵٫۳۶	۱٫۷۹	۵٫۱۷	۰٫۶۸	۳٫۰	۰٫۵۷	۱٫۵۳	۰٫۲۱	۱٫۲۷	۰٫۱۹	۱۵۰٫۹	۰٫۹۷	۱٫۰۴
	An-F-۵	۳۸٫۵	۸۹٫۳	۱۰٫۵	۳۷٫۰	۶٫۶۹	۲٫۳۳	۶٫۳۶	۰٫۸۴	۳٫۶	۰٫۶	۱٫۸۱	۰٫۲۳	۱٫۴۱	۰٫۲۱	۱۹۹٫۳	۱٫۰۷	۱٫۰۹
	An-F-۶	۳۴٫۲	۷۵٫۹	۹٫۳	۳۲٫۹	۵٫۹۶	۲٫۲۸	۵٫۶۲	۰٫۷۴	۳٫۲۳	۰٫۰۶	۱٫۶	۰٫۲۱	۱٫۲۵	۰٫۱۸	۱۷۳٫۴	۱٫۰۲	۱٫۲۰
	An-F-۷	۳۲٫۲	۶۹٫۹	۸٫۷۶	۳۲٫۳	۶٫۱۹	۱٫۹۸	۶٫۰۹	۰٫۸۳	۳٫۷	۰٫۷۱	۱٫۹۲	۰٫۲۶	۱٫۶۲	۰٫۲۵	۱۶۶٫۷	۱٫۰۰	۰٫۹۹
زون دگرسانی سیلیسی	An-S-۱	۵٫۷	۱۰٫۹	۱٫۴۰	۵٫۸	۱٫۵۴	۰٫۴۸	۱٫۱۷	۰٫۱۳	۰٫۴۵	۰٫۰۷	۰٫۱۸	۰٫۰۲	۰٫۱۲	۰٫۰۲	۲۸٫۰	۰٫۹۲	۱٫۰۹
	An-S-۲	۷٫۷	۱۴٫۹	۱٫۷۵	۶٫۲	۱٫۰۴	۰٫۲۳	۰٫۸۷	۰٫۱۰	۰٫۳۵	۰٫۰۷	۰٫۲۲	۰٫۰۳	۰٫۱۶	۰٫۰۳	۳۳٫۷	۰٫۹۶	۰٫۷۴
	An-S-۳	۲٫۸	۷٫۲	۱٫۰۲	۴٫۰	۰٫۹۵	۰٫۲۹	۰٫۸۲	۰٫۱۴	۰٫۷۴	۰٫۱۶	۰٫۴۷	۰٫۰۷	۰٫۴۷	۰٫۰۷	۱۹٫۲	۱٫۰۵	۱٫۰۰
	An-S-۴	۹٫۴	۱۶٫۵	۱٫۶۵	۵٫۱	۰٫۷۰	۰٫۱۲	۰٫۸۰	۰٫۰۹	۰٫۳۹	۰٫۰۸	۰٫۲۸	۰٫۰۴	۰٫۳۳	۰٫۰۵	۳۵٫۵	۰٫۹۴	۰٫۴۹
	An-S-۵	۷٫۵	۱۵	۱٫۷۰	۶٫۱	۰٫۹۷	۰٫۲۳	۰٫۸۹	۰٫۱۰	۰٫۳۳	۰٫۰۶	۰٫۲۲	۰٫۰۳	۰٫۱۷	۰٫۰۳	۳۳٫۴	۰٫۹۹	۰٫۷۶
	An-S-۶	۳۴٫۲	۹۱٫۱	۱۲٫۷۰	۴۶٫۰	۶٫۲۰	۱٫۴۹	۵٫۵۷	۰٫۵۴	۱٫۱۱	۰٫۱۷	۰٫۷۲	۰٫۰۶	۰٫۴۲	۰٫۰۷	۲۰۰٫۴	۱٫۰۷	۰٫۷۸
	An-S-۷	۱۳٫۷	۲۹٫۱	۳٫۴۴	۱۴٫۷	۲٫۹۱	۰٫۹۴	۲٫۷۱	۰٫۳۷	۱٫۷۳	۰٫۳۲	۰٫۸۴	۰٫۱۰	۰٫۶۹	۰٫۱۰	۷۱٫۷	۱٫۰۱	۱٫۰۲
زون دگرسانی آرژیلیک	An-A-۱	۴۳٫۳	۸۲٫۶	۹٫۷۲	۳۴٫۷	۵٫۹۳	۱٫۷۲	۶٫۰۳	۰٫۷۹	۳٫۲۴	۰٫۵۹	۱٫۷۲	۰٫۲۱	۱٫۱۸	۰٫۱۹	۱۹۱٫۹	۰٫۹۵	۰٫۸۸
	An-A-۲	۴۰٫۱	۸۰٫۵	۹٫۶۷	۳۵٫۴	۶٫۳۴	۱٫۷۴	۶٫۴۳	۰٫۸۹	۳٫۹۲	۰٫۷۴	۲٫۱۷	۰٫۲۷	۱٫۶	۰٫۲۵	۱۹۰٫۰	۰٫۹۷	۰٫۸۳
	An-A-۳	۴۶٫۳	۹۷٫۹	۱۱٫۷	۴۲٫۵	۷٫۹۶	۲٫۴۸	۷٫۸۶	۱٫۰۸	۴٫۴۵	۰٫۸	۲٫۲۷	۰٫۲۷	۱٫۵۹	۰٫۲۴	۲۲۷٫۱	۱٫۰۱	۰٫۹۸
	An-A-۴	۴۰٫۴	۸۱٫۱	۱۰	۳۷٫۹	۷٫۲۵	۲٫۰۸	۷٫۳۲	۱٫۰۵	۴٫۵۲	۰٫۸۵	۲٫۳۹	۰٫۲۹	۱٫۷۴	۰٫۲۷	۱۹۷٫۲	۰٫۹۶	۰٫۸۷
	An-A-۵	۳۳٫۵	۶۵٫۵	۷٫۷۹	۲۸٫۲	۴٫۹۸	۱٫۵۹	۵٫۲	۰٫۷۲	۳٫۱	۰٫۵۸	۱٫۶۸	۰٫۲۱	۱٫۲۸	۰٫۲۱	۱۵۴٫۵	۰٫۹۶	۰٫۹۶
	An-A-۶	۴۳٫۱	۸۵٫۸	۱۰٫۵	۳۷٫۶	۶٫۶۹	۱٫۹۳	۶٫۳۵	۰٫۸۲	۳٫۰۳	۰٫۴۹	۱٫۴۴	۰٫۱۵	۰٫۹۱	۰٫۱۵	۱۹۹٫۰	۰٫۹۶	۰٫۹۱
	An-A-۷	۲۸٫۸	۵۹٫۳	۷٫۵۱	۲۸	۵٫۲۳	۱٫۶۵	۴٫۸۸	۰٫۶۹	۲٫۸۶	۰٫۵۳	۱٫۴۷	۰٫۱۹	۱٫۰۹	۰٫۱۷	۱۴۲٫۴	۰٫۹۷	۱٫۰۰
	An-A-۸	۴۸٫۹	۹۵٫۱	۱۱٫۵	۴۱٫۵	۷٫۱۳	۱٫۸۹	۷٫۰۵	۰٫۹۳	۳٫۷۸	۰٫۷	۲٫۰۷	۰٫۲۵	۱٫۵۲	۰٫۲۴	۲۲۲٫۶	۰٫۹۵	۰٫۸۱
	An-A-۹	۳۶٫۸	۷۳٫۸	۸٫۸۱	۳۱٫۸	۵٫۷۸	۱٫۶۶	۵٫۹۳	۰٫۸۴	۳٫۶۵	۰٫۷	۲٫۰۵	۰٫۲۶	۱٫۵۲	۰٫۲۴	۱۷۳٫۸	۰٫۹۷	۰٫۸۷
	An-A-۱۰	۷۲٫۴	۱۳۱	۱۵٫۲	۵۵٫۷	۹٫۵۲	۲٫۶۷	۹٫۶	۱٫۲۱	۴٫۶۲	۰٫۸۵	۲٫۵۲	۰٫۳	۱٫۸	۰٫۲۹	۳۰۷٫۶	۰٫۹۲	۰٫۸۵
	An-A-۱۱	۶۵٫۶	۱۲۵	۱۴٫۵	۵۳	۹٫۰۸	۲٫۴۷	۸٫۹۴	۱٫۱۳	۴٫۳۸	۰٫۸۱	۲٫۴۲	۰٫۲۹	۱٫۸	۰٫۲۹	۲۸۹٫۷	۰٫۹۵	۰٫۸۴
	An-A-۱۲	۳۷٫۳	۷۷٫۸	۹٫۵۵	۳۶٫۱	۶٫۷۱	۱٫۹۲	۶٫۵۵	۰٫۹۳	۴٫۰۴	۰٫۷۶	۲٫۲	۰٫۲۷	۱٫۶۳	۰٫۲۶	۱۸۶٫۰	۰٫۹۹	۰٫۸۹
	An-A-۱۳	۳۹٫۸	۷۷٫۶	۹٫۶۸	۳۶٫۱	۶٫۴۳	۱٫۷۷	۶٫۴۳	۰٫۸۸	۳٫۷۶	۰٫۷۲	۲٫۱	۰٫۲۶	۱٫۵۷	۰٫۲۶	۱۸۷٫۴	۰٫۹۴	۰٫۸۴
	An-A-۱۴	۴۰٫۱	۷۶٫۶	۸٫۵	۳۰٫۹	۵٫۲۸	۱٫۴۹	۴٫۷۲	۰٫۵۸	۲٫۶۶	۰٫۴۹	۱٫۴۵	۰٫۱۹	۱٫۲۸	۰٫۱۹	۱۷۴٫۴	۰٫۹۷	۰٫۹۱
	An-A-۱۵	۴۳٫۴	۸۶٫۶	۱۰٫۶	۳۸	۶٫۶۳	۱٫۷۱	۶٫۳۸	۰٫۸۷	۳٫۵۸	۰٫۶۷	۱٫۹۹	۰٫۲۵	۱٫۵۴	۰٫۲۵	۲۰۲٫۵	۰٫۹۶	۰٫۸۰
	An-A-۱۶	۴۱٫۴	۸۰٫۶	۹٫۶۱	۳۵٫۱	۶٫۳۲	۱٫۸	۶٫۲۱	۰٫۸۴	۳٫۶	۰٫۶۸	۱٫۹۴	۰٫۲۵	۱٫۴۹	۰٫۲۴	۱۹۰٫۱	۰٫۹۵	۰٫۸۸
	An-A-۱۷	۴۰٫۷	۸۰٫۵	۹٫۴۸	۳۵٫۱	۶٫۳۵	۱٫۸۶	۶٫۴	۰٫۸۷	۳٫۷	۰٫۷۱	۲	۰٫۲۶	۱٫۵۶	۰٫۲۵	۱۸۹٫۷	۰٫۹۷	۰٫۸۹
	An-A-۱۸	۷٫۷	۱۵	۱٫۷۵	۶٫۲	۱٫۰۴	۰٫۲۳	۰٫۸۷	۰٫۱	۰٫۳۵	۰٫۰۷	۰٫۲۲	۰٫۰۳	۰٫۱۶	۰٫۰۳	۳۳٫۷	۰٫۹۶	۰٫۷۴
	An-A-۱۹	۴۰	۷۸٫۸	۹٫۶۸	۳۵٫۵	۶٫۳	۱٫۸۸	۶٫۲۵	۰٫۸۷	۳٫۷۶	۰٫۷۳	۲٫۱۲	۰٫۲۸	۱٫۷۳	۰٫۲۹	۱۸۸٫۲	۰٫۹۵	۰٫۹۲
	An-A-۲۰	۳۹٫۲	۷۶٫۱	۸٫۶۴	۳۰٫۴	۵٫۳۵	۱٫۸۴	۵٫۴۳	۰٫۷۳	۳٫۲۲	۰٫۶۱	۱٫۸۴	۰٫۲۴	۱٫۴۸	۰٫۲۵	۱۷۵٫۳	۰٫۹۷	۱٫۰۴
	An-A-۲۱	۳۵٫۲	۶۶٫۲	۷٫۷۱	۲۶٫۷	۴٫۶۳	۱٫۴۵	۴٫۲۸	۰٫۶۵	۲٫۸۲	۰٫۵۶	۱٫۶۶	۰٫۲۲	۱٫۳۶	۰٫۲۲	۱۵۳٫۷	۰٫۹۴	۱٫۰۰
	An-A-۲۲	۳۹٫۴	۷۸٫۵	۹٫۲۷	۳۳٫۹	۶٫۱۹	۱٫۸۵	۶٫۲۸	۰٫۸۷	۳٫۵۹	۰٫۶۸	۱٫۹۸	۰٫۲۴	۱٫۴۸	۰٫۲۳	۱۸۴٫۵	۰٫۹۷	۰٫۹۱
	An-A-۲۳	۳۹٫۱	۷۵	۹٫۵۸	۳۶٫۱	۶٫۷۲	۱٫۹۴	۶٫۸۵	۰٫۹۶	۴٫۰۶	۰٫۷۷	۲٫۲۹	۰٫۲۹	۱٫۷۳	۰٫۲۸	۱۸۵٫۷	۰٫۹۲	۰٫۸۷
	An-A-۲۴	۵۹٫۳	۱۲۰	۱۴٫۹	۵۳٫۲	۹٫۱۹	۲٫۶۵	۸٫۴۷	۱٫۰۵	۴٫۲۵	۰٫۸	۲٫۲	۰٫۲۸	۱٫۷۶	۰٫۲۸	۲۷۷٫۸	۰٫۹۶	۰٫۹۲
	An-A-۲۵	۳۲٫۹	۶۳٫۹	۷٫۵۶	۲۵	۳٫۷۴	۱٫۰۱	۲٫۸۶	۰٫۲۶	۰٫۷۶	۰٫۱۳	۰٫۴۳	۰٫۰۵	۰٫۳۷	۰٫۰۶	۱۳۹٫۰	۰٫۹۶	۰٫۹۴
	An-A-۲۶	۴۰٫۱	۷۶٫۶	۸٫۵	۳۰٫۹	۵٫۲۸	۱٫۴۹	۴٫۷۲	۰٫۵۸	۲٫۶۶	۰٫۴۹	۱٫۴۵	۰٫۱۹	۱٫۲۸	۰٫۱۹	۱۷۴٫۴	۰٫۹۷	۰٫۹۱

[DOR: 20.1001.1.17263689.1395.24.4.7.5]

ادامه جدول ۲

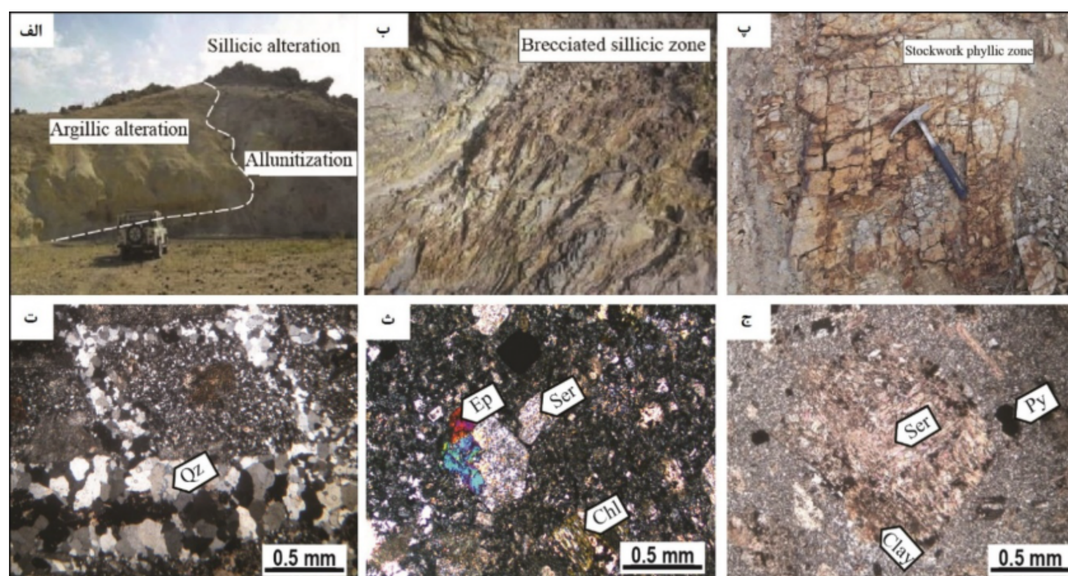
عنصر/ دگرسانی	شماره نمونه	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	ΣREE	Ce/Ce*	Eu/Eu*
زون دگرسانی فیلیک	An-PH-۱	۴۹٫۹	۹۳	۱۱	۳۶٫۹	۵٫۶۱	۱٫۵۱	۵٫۰	۰٫۵۱	۱٫۶۲	۰٫۲۶	۰٫۶۸	۰٫۰۷	۰٫۴۹	۰٫۰۸	۲۰۶٫۶	۰٫۹۳	۰٫۸۷
	An-PH-۲	۴۴٫۲	۹۵٫۴	۱۲	۴۱٫۷	۷٫۲	۲٫۴۹	۶٫۶۸	۰٫۸۵	۳٫۵۳	۰٫۶۸	۱٫۸	۰٫۲۴	۱٫۴۸	۰٫۲۴	۲۱۸٫۵	۱٫۰۰	۱٫۱۰
	An-PH-۳	۴۲٫۸	۹۲٫۸	۱۱٫۶	۴۰٫۶	۷٫۰۴	۲٫۷۳	۶٫۵۸	۰٫۸۳	۳٫۴۴	۰٫۶۵	۱٫۷۳	۰٫۲۳	۱٫۴۲	۰٫۲۴	۲۱۲٫۷	۱٫۰۰	۱٫۲۳
	An-PH-۴	۴۲٫۱	۸۶٫۵	۱۰٫۹	۳۸٫۲	۶٫۶۸	۲٫۰۳	۶٫۴۲	۰٫۸۲	۳٫۴۱	۰٫۶۶	۱٫۷۸	۰٫۲۴	۱٫۴۹	۰٫۲۴	۲۰۱٫۵	۰٫۹۷	۰٫۹۵
	An-PH-۵	۴۳٫۷	۸۸٫۸	۱۱٫۱	۴۰	۷٫۵۱	۲٫۳۱	۷٫۱۴	۰٫۹۳	۳٫۹۷	۰٫۷۶	۲٫۰۴	۰٫۲۷	۱٫۶۷	۰٫۲۶	۲۱۰٫۵	۰٫۹۶	۰٫۹۶
	An-PH-۶	۳۷٫۶	۷۹٫۳	۹٫۴۶	۳۳٫۸	۶٫۰۵	۲٫۰۲	۵٫۸۷	۰٫۷۷	۳٫۳۲	۰٫۶۴	۱٫۶۹	۰٫۲۳	۱٫۴۴	۰٫۲۲	۱۸۴٫۴	۱٫۰۰	۱٫۰۴
	An-PH-۷	۳۸٫۵	۸۲٫۶	۱۰٫۳	۳۶٫۸	۶٫۷	۲٫۰۹	۶٫۴۹	۰٫۸۵	۳٫۶۴	۰٫۷	۱٫۹۱	۰٫۲۶	۱٫۶۰	۰٫۲۵	۱۹۲٫۷	۱٫۰۰	۰٫۹۷
	An-PH-۸	۲٫۸	۷٫۲۴	۱٫۰۲	۴٫۰	۰٫۹۵	۰٫۲۹	۰٫۸۲	۰٫۱۴	۰٫۷۴	۰٫۱۶	۰٫۴۷	۰٫۰۷	۰٫۴۷	۰٫۰۷	۱۹٫۲	۱٫۰۵	۱٫۰۰
زون دگرسانی پروپیلیتیک	An-PR-۱	۶٫۴	۱۲٫۲۵	۱٫۳۴	۴٫۷	۰٫۸۲	۰٫۲۶	۰٫۹	۰٫۱۱	۰٫۴۲	۰٫۰۸	۰٫۲۳	۰٫۰۳	۰٫۲۰	۰٫۰۳	۲۷٫۸	۰٫۹۷	۰٫۹۳
	An-PR-۲	۲۹٫۶	۵۶٫۱	۶٫۲۸	۲۲٫۸	۳٫۸۳	۱٫۲۹	۳٫۷۳	۰٫۴۴	۱٫۹۳	۰٫۳۵	۰٫۹۵	۰٫۱۲	۰٫۷۰	۰٫۱	۱۲۸٫۲	۰٫۹۶	۱٫۰۴
	An-PR-۳	۴۲٫۷	۷۶٫۱	۸٫۸	۳۲٫۲	۵٫۴۸	۱٫۷۹	۵٫۲۷	۰٫۶۳	۲٫۷۵	۰٫۴۹	۱٫۲۷	۰٫۱۵	۰٫۹۴	۰٫۱۳	۱۷۸٫۷	۰٫۹۱	۱٫۰۲
	An-PR-۴	۵۰٫۴	۱۰۰٫۵	۱۱٫۱	۳۷٫۵	۵٫۸۲	۱٫۴۸	۶٫۳۸	۰٫۸۲	۳٫۴	۰٫۶۶	۲٫۰۳	۰٫۲۷	۱٫۷۶	۰٫۲۸	۲۲۲٫۴	۱٫۰۰	۰٫۷۴
	An-PR-۵	۳۳٫۶	۶۵٫۷	۷٫۷۱	۲۸٫۳	۴٫۹۹	۱٫۵۱	۵٫۲۲	۰٫۶۹	۲٫۸۱	۰٫۵۱	۱٫۴۳	۰٫۱۷	۱٫۰۱	۰٫۱۶	۱۵۳٫۸	۰٫۹۶	۰٫۹۰
	An-PR-۶	۳۳٫۵	۶۷٫۱	۷٫۷۸	۲۸٫۶	۵	۱٫۵۱	۵٫۲۹	۰٫۷۲	۲٫۹	۰٫۵۲	۱٫۴۷	۰٫۱۷	۱٫۰۶	۰٫۱۵	۱۵۵٫۸	۰٫۹۸	۰٫۹۰
	An–PR-۷	۳۸٫۹	۷۷٫۸	۹٫۲۱	۳۳٫۴	۵٫۶	۱٫۹۷	۵٫۸۱	۰٫۷۵	۲٫۹۲	۰٫۵۳	۱٫۴۹	۰٫۱۷	۱٫۱۱	۰٫۱۸	۱۷۹٫۸	۰٫۹۷	۱٫۰۶
	An-PR-۸	۳۳٫۷	۶۴٫۸	۷٫۷۵	۲۸٫۵	۴٫۹۳	۱٫۵	۵٫۱۶	۰٫۶۹	۲٫۷۷	۰٫۴۸	۱٫۳۶	۰٫۱۵	۰٫۹۴	۰٫۱۴	۱۵۲٫۹	۰٫۹۵	۰٫۹۱
	An-PR-۹	۴۴٫۸	۷۳	۷٫۳۶	۲۲٫۳	۲٫۸۴	۰٫۹۷	۳٫۰۹	۰٫۳۵	۱٫۶۳	۰٫۳۲	۱٫۰۱	۰٫۱۴	۰٫۹۶	۰٫۱۶	۱۵۸٫۹	۰٫۹۰	۱٫۰۰
	An-PR-۱۰	۸٫۰	۱۲٫۲۵	۱٫۵۱	۵٫۸	۱٫۲۱	۰٫۳۸	۱٫۰۵	۰٫۱۲	۰٫۴۶	۰٫۰۷	۰٫۱۹	۰٫۰۲	۰٫۱۴	۰٫۰۲	۳۱٫۲	۰٫۸۱	۱٫۰۳
	An-PR-۱۱	۱۹٫۹	۳۷٫۶	۴٫۳۱	۱۵٫۸	۲٫۹۵	۱٫۱۲	۲٫۸۲	۰٫۳۴	۱٫۴۸	۰٫۲۵	۰٫۷۰	۰٫۰۹	۰٫۵۲	۰٫۰۸	۸۸٫۰	۰٫۹۵	۱٫۱۹
	An-PR-۱۲	۵۶٫۴	۱۰۴٫۵	۱۱٫۶	۴۱٫۳	۶٫۶۶	۲٫۱۹	۶٫۰۲	۰٫۶۶	۲٫۷۵	۰٫۴۷	۱٫۲۹	۰٫۱۵	۰٫۹۸	۰٫۱۵	۲۳۵٫۱	۰٫۹۵	۱٫۰۶
	An-PR-۱۳	۴۵٫۴	۸۰٫۵	۹٫۶۹	۳۴٫۴	۵٫۴۲	۱٫۷۴	۵٫۶۱	۰٫۶۸	۲٫۴۴	۰٫۴۳	۱٫۲۹	۰٫۱۵	۰٫۹۵	۰٫۱۵	۱۸۸٫۹	۰٫۹۰	۰٫۹۶
	An-PR-۱۴	۳۶	۷۱٫۷	۸٫۲۹	۳۰٫۴	۵٫۲۴	۱٫۶۷	۵٫۵۷	۰٫۷۶	۳٫۱۲	۰٫۵۷	۱٫۵۹	۰٫۱۹	۱٫۱۶	۰٫۱۷	۱۶۶٫۴	۰٫۹۸	۰٫۹۵
	An-PR-۱۵	۳۶٫۸	۷۰٫۷	۸٫۳۸	۳۰٫۸	۵٫۳۹	۱٫۶۴	۵٫۷۴	۰٫۷۸	۳٫۱۷	۰٫۵۶	۱٫۶۱	۰٫۱۹	۱٫۱۵	۰٫۱۷	۱۶۷٫۱	۰٫۹۵	۰٫۹۰
	An-PR-۱۶	۳۹	۷۷٫۷	۹٫۰۳	۳۲٫۹	۵٫۵۷	۱٫۷۴	۵٫۷۲	۰٫۷۵	۲٫۸۹	۰٫۵۱	۱٫۴۴	۰٫۱۷	۱٫۰۷	۰٫۱۶	۱۷۸٫۷	۰٫۹۸	۰٫۹۴
	An-PR-۱۷	۴۰٫۹	۶۹٫۹	۸٫۱۳	۲۹٫۸	۴٫۹	۱٫۲۱	۳٫۹۸	۰٫۴۶	۲٫۰۴	۰٫۳۷	۱٫۰۵	۰٫۱۳	۰٫۸۸	۰٫۱۴	۱۶۳٫۹	۰٫۸۸	۰٫۸۴
	An-PR-۱۸	۷۲٫۲	۱۲۲٫۵	۱۴٫۳	۵۲٫۸	۸٫۷۷	۱٫۲۱	۷٫۲۶	۰٫۸۷	۲٫۶۸	۰٫۶۸	۱٫۸۷	۰٫۲۳	۱٫۴	۰٫۲۲	۲۸۹٫۰	۰٫۸۸	۰٫۸۵
	An-PR-۱۹	۶۷٫۶	۱۱۴٫۵	۱۳٫۵	۴۹٫۱	۸٫۰۹	۲	۶٫۵۷	۰٫۷۹	۳٫۵۶	۰٫۶۸	۲٫۰۱	۰٫۲۶	۱٫۷۸	۰٫۲۸	۲۷۰٫۷	۰٫۸۸	۰٫۸۴
	An-PR-۲۰	۶۲٫۷	۱۰۵	۱۱٫۰۵	۳۶٫۹	۴٫۸۷	۱٫۲۵	۴٫۲۲	۰٫۴۷	۲٫۱۸	۰٫۴۳	۱٫۳۷	۰٫۱۸	۱٫۳۱	۰٫۲۱	۲۳۲٫۱	۰٫۹۰	۰٫۸۴
	An-PR-۲۱	۶۲٫۷	۱۲۲	۱۳٫۳۵	۴۹	۷٫۸۹	۲٫۰۷	۶٫۴۶	۰٫۷۵	۳٫۳۴	۰٫۶۳	۱٫۸۹	۰٫۲۶	۱٫۷۰	۰٫۲۸	۲۷۴٫۳	۰٫۹۶	۰٫۸۹
	An-PR-۲۲	۶۳٫۷	۱۱۲	۱۲٫۷	۴۶٫۹	۷٫۸۵	۲٫۲	۶٫۷۶	۰٫۸۴	۳٫۹۸	۰٫۷۸	۲٫۳۶	۰٫۳۲	۲٫۲۴	۰٫۳۶	۲۶۳٫۰	۰٫۹۱	۰٫۹۲
	An-PR-۲۳	۶۶٫۲	۱۱۴٫۵	۱۳٫۲	۴۹٫۱	۸٫۱۵	۲٫۲	۶٫۷۸	۰٫۸۲	۳٫۶۴	۰٫۶۶	۱٫۸۸	۰٫۲۳	۱٫۵۴	۰٫۲۴	۲۶۹٫۱	۰٫۸۹	۰٫۹۰
	An-PR-۲۴	۶۱٫۷	۱۰۸٫۵	۱۲٫۲۵	۴۵٫۳	۷٫۵۱	۲٫۰۴	۶٫۳	۰٫۷۶	۳٫۴	۰٫۶۴	۱٫۸۶	۰٫۲۴	۱٫۵۹	۰٫۲۶	۲۵۲٫۴	۰٫۹۱	۰٫۹۱
	An-PR-۲۵	۵۱٫۶	۹۲٫۱	۱۰٫۷۵	۳۹٫۸	۶٫۶۵	۱٫۸۶	۵٫۶۵	۰٫۷	۳٫۰۷	۰٫۵۵	۱٫۵۵	۰٫۱۸	۱٫۲۱	۰٫۱۸	۲۱۵٫۹	۰٫۹۱	۰٫۹۳
	An-PR-۲۶	۵۵٫۵	۹۸٫۷	۱۱٫۴	۴۲٫۱	۷٫۰۵	۱٫۸۶	۵٫۹۳	۰٫۷۲	۳٫۲۳	۰٫۵۸	۱٫۶۲	۰٫۲۰	۱٫۲۷	۰٫۱۹	۲۳۰٫۴	۰٫۹۱	۰٫۸۸
	An-PR-۲۷	۳۲٫۲	۵۴٫۲	۶٫۶۵	۲۳٫۱	۳٫۷۵	۱٫۰۸	۳٫۱۶	۰٫۳۷	۱٫۵۶	۰٫۲۹	۰٫۹۲	۰٫۱۲	۰٫۸۵	۰٫۱۴	۱۳۱٫۴	۰٫۸۱	۰٫۹۶
	An-PR-۲۸	۵۷	۱۰۲٫۵	۱۱٫۷۵	۴۳٫۶	۷٫۲۳	۱٫۹۸	۶٫۱۴	۰٫۷۴	۳٫۲۱	۰٫۵۹	۱٫۶۴	۰٫۱۹	۱٫۳	۰٫۱۹	۲۳۸٫۱	۰٫۹۲	۰٫۹۱
	An-PR-۲۹	۵۳٫۶	۹۵٫۳	۱۰٫۹	۴۰٫۴	۶٫۷۶	۱٫۸۶	۵٫۸۵	۰٫۷۳	۳٫۲۵	۰٫۶۰	۱٫۶۷	۰٫۲۱	۱٫۳۸	۰٫۲۱	۲۲۲٫۷	۰٫۹۱	۰٫۹۰
	An-PR-۳۰	۵۹٫۹	۱۰۶٫۵	۱۲٫۲۵	۴۵٫۶	۷٫۵۳	۲٫۰۴	۶٫۴۱	۰٫۷۸	۳٫۵۶	۰٫۶۶	۱٫۹۳	۰٫۲۴	۱٫۶۵	۰٫۲۵	۲۴۹٫۳	۰٫۹۱	۰٫۹۰
	An-PR-۳۱	۵۸٫۹	۱۰۲٫۵	۱۱٫۶۵	۴۳٫۱	۷٫۱۹	۱٫۹۳	۶٫۲	۰٫۷۸	۳٫۷۷	۰٫۷۴	۲٫۲۷	۰٫۳۱	۲٫۱۵	۰٫۳۴	۲۴۱٫۸	۰٫۹۰	۰٫۸۸
	An-PR-۳۲	۵۹٫۹	۱۰۲٫۲	۱۲٫۱۵	۴۵٫۵	۷٫۵۳	۲٫۰۸	۶٫۴۷	۰٫۸۳	۳٫۷۷	۰٫۷۳	۲٫۲۶	۰٫۳۲	۲٫۱۶	۰٫۳۴	۲۴۶٫۵	۰٫۸۸	۰٫۹۱
	An-PR-۳۳	۶۲٫۸	۱۱۲	۱۲٫۹	۴۸٫۴	۸	۲٫۱۱	۶٫۷۷	۰٫۸۲	۳٫۶۸	۰٫۶۵	۱٫۸۲	۰٫۲۳	۱٫۴۷	۰٫۲۲	۲۶۱٫۹	۰٫۹۱	۰٫۸۸
	An-PR-۳۴	۵۹٫۵	۱۰۶	۱۲٫۱۵	۴۵٫۳	۷٫۶۳	۲٫۰۱	۶٫۴۹	۰٫۷۸	۳٫۳۶	۰٫۵۹	۱٫۵۶	۰٫۱۹	۱٫۱۹	۰٫۱۷	۲۴۶٫۹	۰٫۹۱	۰٫۸۷
	An-PR-۳۵	۴۰٫۵	۸۸	۱۰٫۷۵	۳۸٫۸	۷٫۰۱	۲٫۱۹	۶٫۷۶	۰٫۸۷	۳۶۴	۰٫۶۸	۱٫۸۹	۰٫۲۵	۱٫۵۷	۰٫۲۴	۵۶۳٫۵	۱٫۰۱	۰٫۹۷
	An-PR-۳۶	۷٫۵	۱۵٫۰۵	۱٫۷	۶٫۱	۰٫۹۷	۰٫۲۳	۰٫۸۹	۰٫۱	۰٫۳۳	۰٫۱۷	۰٫۲۲	۰٫۰۳	۰٫۱۷	۰٫۰۳	۳۳٫۵	۰٫۹۹	۰٫۷۶
	An-PR-۳۷	۳۴٫۲	۹۱٫۱	۱۲٫۷	۴۶	۶٫۲	۱٫۴۹	۵٫۵۷	۰٫۵۴	۱٫۱۱	۰٫۰۸	۰٫۷۲	۰٫۰۶	۰٫۴۲	۰٫۰۷	۲۰۰٫۳	۱٫۰۷	۰٫۷۸

تشکیل این گونه دگرسانی در ارتباط با کاهش دما و $a(K^+)/a(H^+)$ در گرماب است [۱۰] که علاوه بر تشکیل فازهای سیلیکاتی هیدراتی (سریسیت، کلریت، کانی های رسی) در رخنمون های سطحی منطقه اکسیده، رگچه‌های کوارتز- سولفیدی به اکسیدهای آهن به رنگ قرمز- قهوه ای تبدیل شده‌اند (شکل ۲ الف، ب، پ). مهمترین مشخصه زون دگرسانی آرژیلیک، شکل‌گیری کانی‌های رسی نظیر کائولینیت، اسمکتیت، ایلیت، همراه با مقادیری سریسیت - پاراگونیت، کلریت وکلسیت است.

رخنمون دگرسانی سیلیسی غالباً به صورت ریختی برجسته با رنگ روشن‌تر در بالای منطقه‌ی آرژیلیک مشخص می‌شود. از این رو به نظر می‌رسد که برهم‌کنش شاره عامل دگرسانی با سنگ میزبان آندزیتی تا حد خروج سیلیس از سیستم ادامه داشته است. (شکل ۲ الف و ب). وجود برش های گرمابی با دگرسانی سیلیسی و آرژیلیکی نشان دهنده‌ی سرشت انفجاری گرماب است که آغشتگی‌های آن به اکسید آهن چشم‌گیر است. منطقه‌ی پروپلیتیک رخنمون محدودی در منطقه دارد. در بخش‌هایی از منطقه‌های دگرسانی آلونیتی شدن شدت بیشتری دارد. بنابر شواهد صحرایی، این پدیده در عین فراگیر بودن در منطقه پیوستگی منظمی را دنبال نمی کند. آلونیت در شرایط بسیار اسیدی و اکتیویته‌ی بالای سولفات تشکیل می‌شود و در سنگ‌های آتشفشانی که حالت احیاء دارند، وجود آلونیت بیانگر فعالیت بالای H_2S است. بنابراین دور از انتظار نیست که شاره‌های بوجود آورنده‌ی آلونیت موجب کانه‌زایی سولفیدی درخور توجهی در بخشهای عمیق منطقه شده باشند.

سنگ‌نگاری دگرسانی‌های گرمابی

بنابر بررسی‌های کانی‌شناسی و نتایج آنالیزهای XRD، پهنه‌های دگرسانی سیلیسی (کوارتز، روتیل، و آناتاز)، فیلیک (کوارتز، پیریت، سریسیت، هماتیت، و مگنتیت)، آرژیلیک (کائولینیت، ایلیت، جاروسیت، آلونیت، کلسیت، دولومیت، موسکویت، آپاتیت، بوهمیت، و گوتیت) و پروپلیتیک (کوارتز، کلریت، کلسیت، اپیدوت، و آپاتیت) (جدول ۱) از جمله منطقه‌های دگرسانی هستند که تحت تأثیر شاره‌های ناشی از نفوذ توده‌های با ترکیب غالب گرانیت تا گرانودیوریتی در درون واحد آندزیتی شکل گرفته‌اند. در این بررسی، واحد آندزیتی به عنوان سنگ میزبان دگرسانی‌های گرمابی انباق در نظر گرفته شد. این انتخاب به این دلیل است که نمونه های این واحد رخنمون دگرسانی شده بیشتری دارد و داده‌های آنالیزی هر چهار نوع اصلی دگرسانی از دیده می‌شوند.



شکل ۲ تصاویر صحرائی و میکروسکوپی نمونه‌های منطقه‌های دگرسان؛ الف و ب) گسترش منطقه‌ی سیلیسی (برشی) روی آرژیلیک، شاهد آب-شوئی شاره تا حد خروج سیلیس از سیستم، پ) رخنمون منطقه داربستی کوارتزی با دگرسانی فیلیک و تبدیل سولفیدهای اولیه به اکسید آهن در طول شکستگی‌ها؛ ت) نسل‌های مختلف سیلیس حاصل از دگرسانی و رگچه‌های متقاطع کوارتز در منطقه‌ی سیلیسی؛ ث) تشکیل اپیدوت در داخل پلاژیوکلازهای سریسیتی شده و جانشینی فنوکریست هورنبلند به‌وسیله‌ی کلریت و کلسیت در منطقه پروپلیتیک؛ ج) روپوشانی دگرسانی آرژیلیک روی پلاژیوکلاز سریسیتی شده. تصاویر میکروسکوپی در حالت XPL هستند. علائم اختصاری کانی‌ها بنابر [۱۱] هستند.

[DOR: 20.1001.1.17263689.1395.24.4.7.5]

سیلیسی شدن از پدیده‌ی دگرسانی رایج در سنگ‌های منطقه است. دو نسل کانی کوارتز شناسائی شدند: نسل اول شامل بلورهای ریز تا متوسط دانه‌ای است که بیشتر در اثر دگرسانی سیلیسی فلدسپارها بوجود آمده‌اند. نسل دوم شامل رگچه‌های ریز کوارتز است که به صورت قطع کننده‌ی کوارتزهای نسل اول و دیگر کانی‌ها دیده می‌شود (شکل ۲ ت). مجموعه‌ی کانی‌های ممیّز منطقه‌ی دگرسانی پروپلیتیک شامل کلریت (در راستای سطوح کلیواژ کانی‌های مافیک یا شبه‌ریخت آنها)، اپیدوت (جانشین هسته پلاژیوکلازهای منطقه‌ای) و کلسیت به همراه مقادیری سریسیت و پیریت است (شکل ۲ ث). دگرسانی فیلیک به دو شکل انتخابی و فراگیر دیده می‌شود. در نوع انتخابی، پلاژیوکلازها به سریسیت تبدیل شده و کانی‌های مافیک به‌وسیله‌ی کلریت جایگزین شده‌اند ولی در دگرسانی فراگیر همه کانی‌ها سریسیتی شده‌اند. منطقه‌های داربستی برشی متشکل از رگچه‌های کوارتز- سولفیدی با منطقه‌ی فیلیک در برگرفته شده است. ویژگی اصلی این منطقه‌ی دگرسان تخریب نسبتاً کامل و جایگزینی کانی‌های مافیک اولیه (مثل هورنبلند، بیوتیت) و فلدسپار با سریسیت و پاراگونیت است (شکل ۲- ج).

بررسی رفتار عناصر خاکی نادر در پهنه‌های دگرسانی

در این بررسی به منظور بررسی زمین‌شیمی تغییرات جرم عناصر خاکی نادر و ارزیابی رفتار آنها در نمونه‌های منطقه‌های دگرسان نسبت به آندزیت کمتر دگرسان شده از رابطه‌ی زیر استفاده شد [۷]:

۱۰۰ × [۱ - (فراوانی عنصر در سنگ آندزیت فراوانی عنصر در زون دگرسان)] = %Change

با این توضیح که در این رابطه به دلیل دامنه‌ی تغییرات زیاد عناصر بی‌تحرک نظیر Al، Ti، Hf، Nb، و Zr، گستره‌ی تغییرات ۲۰- الی ۲۰+ به عنوان گستره‌ی عدم قطعیت فرض شده و تنها گستره‌ی تغییرات جرم خارج از این گستره‌ی به عنوان کاهش و افزایش جرم عناصر طی گسترش دگرسانی در نظر گرفته شدند.

پهنه‌ی دگرسانی سیلیسی

بر اساس نتایج تغییرات جرم مشخص می‌شود که به جز یک نمونه در بقیه‌ی نمونه‌ها طی شکل‌گیری منطقه‌ی سیلیسی عناصر LREEs و HREEs هر دو با شدت چشمگیری از سیستم خارج شده‌اند (شکل‌های ۳ الف و ۴ الف). براساس بررسی‌های انجام شده توسط وود [۱۲] شرایط حاکم در تشکیل منطقه‌ی دگرسان سیلیسی، دمای پایین (کمتر از ۳۰۰ درجه‌ی سانتی‌گراد)، pH پایین، اکسایش بالا و فراوانی سولفور بوده و عامل اصلی همبافت کاتیون‌ها در این منطقه، یون سولفات است. به اعتقاد فلوگناتی [۱۳] کاهش شدید عناصر خاکی نادر وابسته به اسیدی بودن شاره‌های و تجزیه کانی‌های اولیه در شرایط pH خیلی پایین (کمتر از ۲) است. کاهش عمومی میزان عناصر خاکی نادر در منطقه‌ی سیلیسی انباق در قیاس با سنگ‌های نادگرسان آندزیتی، بیانگر این است که این منطقه در شرایط دمایی پایین، pH پایین و فعالیت بالای همبافت سولفات شکل گرفته است. با در نظر گرفتن کانی- شناسی منطقه‌ی دگرسان سیلیسی، تنها دلیل منطقی برای افزایش جرم برخی از LREEs در یک نمونه از این منطقه می‌تواند جذب ترجیحی این عناصر به‌وسیله‌ی کانی روتیل باشد. به نظر می‌رسد که بالا بودن نسبت فلوئید به سنگ طی تشکیل و گسترش منطقه‌ی دگرسانی سیلیسی و نیز نبود کانی‌های مناسبی که بتوانند این عناصر را در ساختار خود جای دهند، شرایط لازم را برای خروج هر چه بیشتر REEs از سیستم فراهم کرده است.

پهنه‌ی دگرسانی فیلیک

طی تکوین منطقه‌ی دگرسان فیلیک، روند توزیع عناصر خاکی نادر غنی می‌شود (بجز یک نمونه). با این فرض که pHهای بالا باعث رسوب REEs در سیستم دگرسان می‌شوند، لذا پیش بینی می‌شود pH محیط به دلیل فراوانی گسل‌ها و شکستگی‌ها در این ناحیه و امکان رخداد پدیده‌ی جوشش ثانویه و خروج گازهای اسیدی شاره گرمابی، بالا بوده است و این محلول نه چندان اسیدی، توانسته REEs را ته‌نشین و تثبیت کند (شکل‌های ۳ ب و ۴ ب). غنی‌شدگی HREEs در منطقه‌ی فیلیک را می‌توان به جذب سطحی کانی‌های ثانویه نیز نسبت داد که می‌توانند REEs را در ساختار خود بپذیرند [۱۳]. فراوانی سریسیت به همراه اکسید آهن ناشی از دگرسانی پیریت در بررسی این مساله نقش اصلی را ایفا کرده‌اند. همبستگی مثبت و متوسط تا شدید Fe با REEs (۶۳۰ تا ۹۸۰) گویای این واقعیت است (جدول ۳).

[DOR: 20.1001.1.17263689.1395.24.4.7.5]

جدول ۳ مقادیر ضرایب همبستگی پیرسون بین عناصر خاکی نادر با برخی از عناصر اصلی، فرعی، و جزئی در منطقه‌ی دگرسانی فیلیک.

	Si	Al	Fe	Ti	Mn	P	Th	Y	Hf	Zr
La	-۰٫۰۹	۰٫۹۶	۰٫۹۷	۰٫۶۸	۰٫۴۶	۰٫۹۲	۰٫۶۴	۰٫۷۲	۰٫۱۰	۰٫۱۱
Ce	-۰٫۰۳	۰٫۹۷	۰٫۹۸	۰٫۷۴	۰٫۵۹	۰٫۹۴	۰٫۷۰	۰٫۷۴	۰٫۱۳	۰٫۱۴
Pr	۰٫۰۱	۰٫۹۷	۰٫۹۸	۰٫۷۸	۰٫۶۳	۰٫۹۳	۰٫۷۳	۰٫۷۶	۰٫۱۷	۰٫۱۷
Nd	-۰٫۰۳	۰٫۹۷	۰٫۹۸	۰٫۷۸	۰٫۶۷	۰٫۹۴	۰٫۷۲	۰٫۷۹	۰٫۱۶	۰٫۱۶
Sm	-۰٫۱۱	۰٫۹۵	۰٫۹۶	۰٫۷۹	۰٫۷۸	۰٫۹۱	۰٫۶۹	۰٫۸۴	۰٫۱۷	۰٫۱۶
Eu	-۰٫۰۸	۰٫۸۷	۰٫۸۸	۰٫۸۷	۰٫۸۵	۰٫۸۲	۰٫۷۷	۰٫۸۴	۰٫۳۱	۰٫۳۰
Gd	-۰٫۲۳	۰٫۹۴	۰٫۹۴	۰٫۷۸	۰٫۸۱	۰٫۹۰	۰٫۶۷	۰٫۸۸	۰٫۱۶	۰٫۱۵
Tb	-۰٫۳۱	۰٫۸۸	۰٫۸۷	۰٫۷۷	۰٫۹۰	۰٫۸۳	۰٫۶۴	۰٫۹۲	۰٫۱۹	۰٫۱۸
Dy	-۰٫۳۳	۰٫۰۸	۰٫۰۷	-۰٫۱۰	۰٫۲۲	۰٫۳۱	-۰٫۱۶	۰٫۹۶	-۰٫۴۸	-۰٫۴۸
Ho	-۰٫۳۶	۰٫۷۳	۰٫۷۲	۰٫۷۲	۰٫۹۷	۰٫۶۸	۰٫۵۶	۰٫۹۸	۰٫۲۳	۰٫۲۱
Er	-۰٫۳۷	۰٫۷۱	۰٫۷۰	۰٫۷۰	۰٫۹۷	۰٫۶۶	۰٫۵۵	۰٫۹۸	۰٫۲۲	۰٫۲۰
Tm	-۰٫۳۷	۰٫۶۵	۰٫۶۳	۰٫۶۸	۰٫۹۸	۰٫۶۰	۰٫۵۲	۰٫۹۸	۰٫۲۴	۰٫۲۱
Yb	-۰٫۳۲	۰٫۶۶	۰٫۶۴	۰٫۶۷	۰٫۹۷	۰٫۶۱	۰٫۵۱	۰٫۹۸	۰٫۲۲	۰٫۲۰
Lu	-۰٫۳۲	۰٫۶۷	۰٫۶۶	۰٫۷۳	۰٫۹۸	۰٫۶۲	۰٫۵۹	۰٫۹۷	۰٫۲۹	۰٫۲۷

پهنه‌ی دگرسانی آرژیلیک

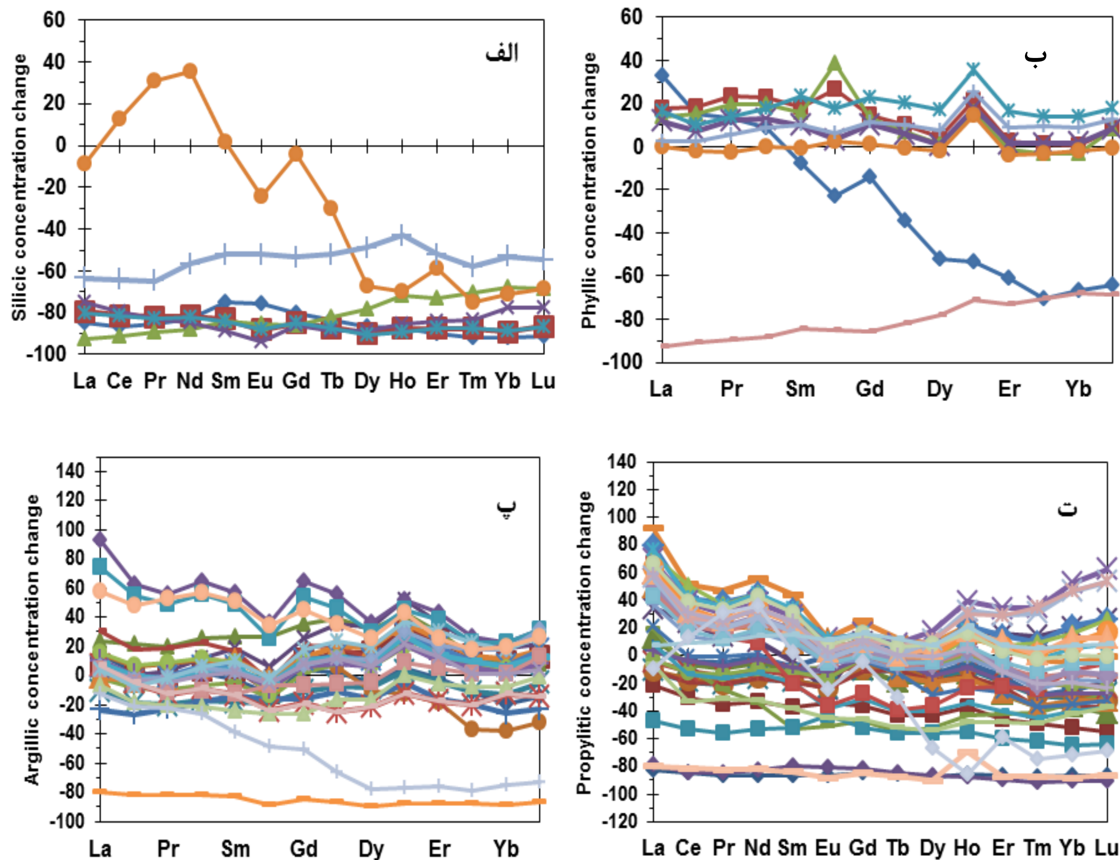
الگوی توزیع REEs به هنجار شده به سنگ اولیه‌ی آندزیتی نشان می‌دهد که عناصر خاکی نادر طی گسترش این منطقه‌ی دگرسان رفتار منحصر به فردی از خود نشان داده و توزیع آنها تحت تأثیر هر دو پدیده‌ی آبشویی و تثبیت مد قرار گرفته است. تغییرات pH محلول‌های مسئول دگرسانی و حضور کانی‌های رسی که توانایی جذب سطحی این عناصر را دارند، می‌تواند مهمترین عامل کنترل کننده در توزیع، تحرک و غنی‌شدگی عناصر خاکی نادر در منطقه‌ی آرژیلیک در نظر گرفته شود. کانی‌های رسی در شرایط pH پایین، توان جذب پایینی از این عناصر دارند [۶]. تهی‌شدگی LREEs در بخش‌های بیرونی این منطقه نسبت به سنگ کمتر دگرسان شده احتمالاً ناشی از آبشویی و ظرفیت تبادل کاتیونی پایین کانی‌های رسی است (شکل ۳ پ). به نظر می‌رسد که ماهیت pH پایین محلول دگرسان کننده را می‌توان به محلول‌های درونزادی نسبت داد که به واسطه‌ی نسبت بالای فلوئید به سنگ و فراوانی لیگندهای همبافت‌ساز موجبات تهی‌شدگی عناصر خاکی نادر را از سیستم فراهم کرده‌اند. غنی‌شدگی عناصر خاکی نادر در نمونه‌هایی که دورتر از موقعیت گسل‌ها قرار دارند، نشان می‌دهد که pH محلول‌های دگرسان کننده افزایش یافته که سبب تثبیت و غنی‌شدگی عناصر خاکی نادر در سیستم شده است.

محاسبه‌ی ضرایب همبستگی پیرسون بین عناصر خاکی نادر با عناصر اصلی، فرعی و جزئی می‌تواند سیماهای زمین‌شیمیایی جالب دیگری از زون آرژیلیک منطقه انباق را روشن سازد. همبستگی‌های مثبت و متوسط بین Al با REEs (۵۱۰ تا ۶۵۰) نشان می‌دهند که کانی‌های رسی نقش کنترلی مهمی در توزیع اغلب REEs در این منطقه دارند. وجود همبستگی‌های مثبت شدید بین REEs با Fe (۵۸۰ تا ۹۲۰) و Mn (۵۳۰ تا ۸۱۰) پیشنهاد می‌کنند که اکسیدها و هیدروکسیدهای آهن و منگنز نقش مهمی در تمرکز و تثبیت REEs دارند. به عبارت دیگر، به نظر می‌رسد که الگوی توزیع REEs در این منطقه با ته‌نشینی آهن و منگنز کنترل شده است. ضرایب همبستگی مثبت و متوسط بین P با REEs (۶۰۰تا ۶۶۰) می‌تواند نشانگر کنترل توزیع بخشی از REEs به‌وسیله‌ی کانی‌های فسفاتی ثانویه در منطقه‌ی آرژیلیک باشد (جدول ۴).

همبستگی مثبت و شدید بین Y با لانتانیدها (۷۲۰ تا ۹۰۰) دلالت بر حضور کانی زینوتایم در این منطقه دارد. همبستگی مثبت و متوسط بین Ti با REEs (۵۵۰ تا ۶۸۰) حکایت از آن دارد که فازهای کانیایی تیتانیوم‌دار نقش موثری در تمرکز REEs در این منطقه دارد [۱۴]. همبستگی مثبت و متوسط بین Th با Ce (۵۵۰) دلیلی بر حضور احتمالی کانی مونازیت در مناطق آرژیلیک، انباق است. افزون بر این، تنها

[DOR: 20.1001.1.17263689.1395.24.4.7.5]

دلیل منطقی که می‌توان برای ایجاد بی‌نظمی در روند توزیع REEها در نمونه‌های مورد بررسی در نظر گرفت، تفاوت در میزان مقاومت کانی‌های سنگ مادر در برابر دگرسانی و یا ناهمگنی سنگ مادر است.



شکل ۳ الگوهای تغییرات جرم مطلق عناصر خاکی نادر طی تشکیل و گسترش مناطق دگرسان الف) سیلیسی، ب) فیلیک، پ) آرژیلیک و ت) پروپلیتیک در منطقه‌ی انباق.

جدول ۴ ضرایب همبستگی پیرسون بین عناصر خاکی نادر با برخی از عناصر اصلی، فرعی، و جزئی در منطقه‌ی دگرسانی آرژیلیک.

	Si	Al	Fe	Ti	Mn	P	Th	Y	Hf	Zr
La	-۰/۰۳	۰/۵۱	۰/۵۸	۰/۵۵	۰/۵۳	۰/۶۶	۰/۵۶	۰/۷۸	۰/۴۸	۰/۴۷
Ce	-۰/۰۱	۰/۵۶	۰/۶۲	۰/۵۶	۰/۵۷	۰/۶۱	۰/۵۵	۰/۷۷	۰/۴۵	۰/۴۳
Pr	۰/۰۱	۰/۵۸	۰/۶۵	۰/۶۱	۰/۵۹	۰/۶۲	۰/۴۸	۰/۷۳	۰/۴۴	۰/۴۲
Nd	-۰/۰۴	۰/۵۸	۰/۶۹	۰/۶۳	۰/۶۲	۰/۶۰	۰/۴۵	۰/۷۵	۰/۴۴	۰/۴۲
Sm	-۰/۰۹	۰/۶۰	۰/۷۶	۰/۶۷	۰/۶۶	۰/۶۰	۰/۴۰	۰/۸۶	۰/۴۰	۰/۳۸
Eu	-۰/۰۷	۰/۶۵	۰/۷۷	۰/۶۲	۰/۶۷	۰/۶۳	۰/۳۹	۰/۸۶	۰/۳۲	۰/۳۰
Gd	-۰/۲۰	۰/۵۷	۰/۸۲	۰/۶۸	۰/۷۱	۰/۶۱	۰/۳۵	۰/۸۹	۰/۳۶	۰/۳۵
Tb	-۰/۳۰	۰/۵۸	۰/۸۸	۰/۶۸	۰/۷۵	۰/۶۶	۰/۲۸	۰/۷۴	۰/۳۲	۰/۳۱
Dy	-۰/۳۲	۰/۵۸	۰/۹۲	۰/۶۵	۰/۷۹	۰/۶۵	۰/۲۸	۰/۷۲	۰/۳۴	۰/۳۲
Ho	-۰/۳۵	۰/۵۶	۰/۹۳	۰/۶۵	۰/۸۱	۰/۶۲	۰/۲۶	۰/۹۰	۰/۳۷	۰/۳۵
Er	-۰/۳۷	۰/۵۵	۰/۹۲	۰/۶۳	۰/۸۱	۰/۶۱	۰/۲۹	۰/۸۹	۰/۳۹	۰/۳۷
Tm	-۰/۳۵	۰/۵۳	۰/۹۲	۰/۵۹	۰/۸۰	۰/۶۲	۰/۳۰	۰/۸۸	۰/۴۴	۰/۴۲
Yb	-۰/۳۰	۰/۵۴	۰/۹۰	۰/۵۷	۰/۷۹	۰/۶۳	۰/۳۶	۰/۸۹	۰/۵۱	۰/۴۸
Lu	-۰/۳۱	۰/۵۲	۰/۸۹	۰/۵۵	۰/۷۹	۰/۶۲	۰/۳۱	۰/۹۰	۰/۵۳	۰/۵۰

[DOR: 20.1001.1.17263689.1395.24.4.7.5]

پهنه‌ی دگرسانی پروپلیتیک

وجود دو روند افزایش و کاهش در میزان تمرکز REEs طی شکل‌گیری منطقه‌ی دگرسان پروپلیتیک نشانگر این است که تغییر در میزان pH محلول‌های مسئول دگرسانی یکی از مهمترین عوامل و فاکتورهای کنترل کننده‌ی توزیع لانتانیدها در مقادیر متفاوت بوده است [۱۵]. به نظر می‌رسد که افزایش pH محلول‌های مسئول دگرسانی شرایط مناسبی را برای روبش و تمرکز REEs با روبنده‌هایی نظیر کلریت در این منطقه فراهم کرده است. همبستگی مثبت و متوسط Mg با REEs (۵۵۰ تا۷۸۰) بیانگر این فرآیند است. با افزایش pH محلول‌های مسئول دگرسانی که با غنی‌شدگی نسبی REEs همراه شده است، جذب ترجیحی LREEs و HREEs نسبت به MREEs شدیدتر بوده است (شکل‌های ۳ ت و ۴ ت). این پدیده حکایت از آن دارد که تثبیت در فازهای کانیایی ریختی جدید و مقاومت کانی‌های حامل REEs در سنگ اولیه در برابر دگرسانی دو فاکتور برجسته‌ای بوده‌اند که نقش ارزنده‌ای را نسبت به پتانسیل یونی در توزیع و تمرکز REEs طی تشکیل و گسترش منطقه‌ی دگرسان پروپلیتیک ایفا کرده‌اند.

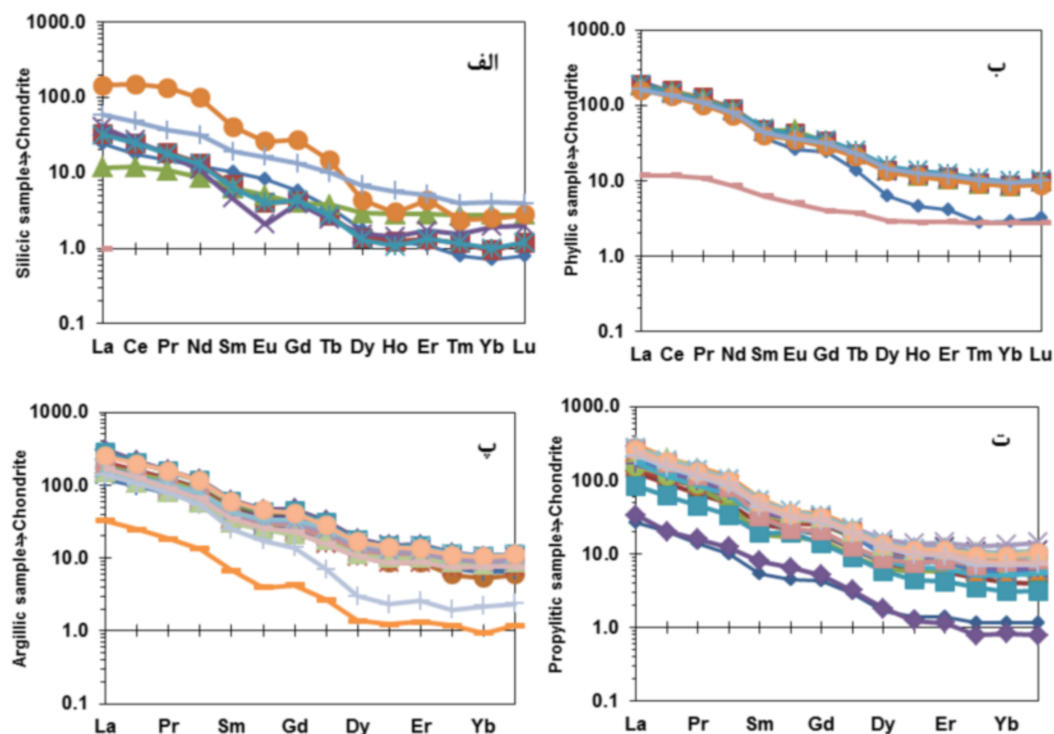
تفسیر بی‌هنجاری‌های Eu و Ce

در این پژوهش، برای تفسیرهای بهتر و تشخیص عوامل موثر در توزیع عناصر خاکی نادر در منطقه‌های دگرسان مبادرت به به هنجار کردن مقادیر REEs به ترکیب کندریت [۸] و برای محاسبه‌ی مقادیر بی‌هنجاری‌ها Eu و Ce به ترتیب از روابط زیر استفاده شد.

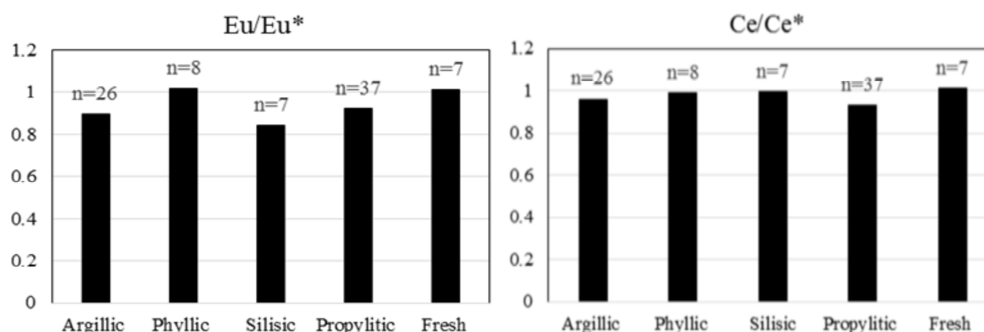
Eu/Eu*=EuN/ [(SmN)×(GdN)] 0.5
Ce/Ce*=2CeN/ [(LaN)+ (PrN)]

الگوی توزیع عناصر خاکی نادر به هنجار شده به ترکیب کندریت (شکل ۴) دلالت بر جدایش و غنی‌شدگی LREEs نسبت به HREEs و رخداد بی‌هنجاری‌های منفی ضعیف Eu و بی‌هنجاری‌های نزدیک به واحد Ce طی فرایند دگرسانی در هر چهار منطقه دارد. بین واحدهای دگرسان بررسی شده، بی-هنجاری منفی Eu و Ce به ترتیب در منطقه سیلیسی و پروپلیتیک شدیدتر از مناطق دیگر است. در منطقه‌ی دگرسان آرژیلیک حضور کانی آلونیت که توانایی تثبیت LREEs در ساختار بلوری خود را دارد، می‌تواند دلیلی بر جدایش و غنی‌شدگی LREEs نسبت به HREEs باشد. در منطقه‌ی دگرسان سیلیسی LREEs و HREEs هردو با یک شدت قابل ملاحظه‌ای از سیستم خارج شده‌اند (به جز یک نمونه). در منطقه‌ی دگرسان پروپلیتیک روند توزیع HREEs تقریباً مسطح است. نمونه های منطقه‌ی دگرسانی فیلیک (شکل ۴-ب)، دارای مقادیر LREEs مشابهی بوده و در عین غنی شدگی نسبت به HREEs جدایی کمتری دارند.

براساس نمودارهای ستونی (شکل ۵)، مقدار نسبت (Eu/Eu*) در منطقه‌های دگرسانی آرژیلیک و پروپلیتیک اندکی کمتر از نمونه‌ی تقریباً سالم است. بی‌هنجاری منفی در منطقه‌ی آرژیلیک مربوط به فعالیت بالای یون‌های همبافت کننده‌ی سولفاتی در شاره‌های اسید- سولفاتی منطقه آرژیلیک است که عاملی برای حمل REEs هستند. اکسایش پیریت‌های درونزاد و درنتیجه تشکیل محلول‌های اسیدی برونزاد عامل موثر دیگری محسوب می‌شود که باعث تضعیف عملکرد کانی-های رسی در جذب سطحی Eu شده است. به نظر می‌رسد که رخداد بی‌هنجاری منفی Eu در منطقه‌ی آرژیلیک تابعی از pH و Eh محیط، دمای محلول‌های دگرسانی و اکسایش سولفیدهای درونزاد باشد. 1> (Eu/Eu*) در منطقه‌ی پروپلیتیک نشانگر این است که طی دگرسانی پلاژیوکلازها و تشکیل آلبیت، مقداری از Eu که به جای Ca در ساختار پلاژیوکلازهای نسبتاً کلسیک اولیه جایگزین شده بود، به صورت Eu^{2+} آزاد شده و به‌وسیله‌ی گرماب‌ها از محیط خارج شده است. از طرف دیگر، چون در این منطقه، فراوانی سولفیدهای گرمابی بسیار جزئی است، لذا Eu آزاد شده امکان تمرکز و باقی ماندن در این منطقه را نداشته است. در منطقه‌ی دگرسانی سیلیسی کاهش قابل توجه نسبت (Eu/Eu*) تابعی از pH محیط و دمای محلول‌های دگرسان است. شستشوی اسیدی عناصر و مقادیر جزئی حضور سولفیدهای گرمابی و کانی‌های رسی موجب شدت جذب Eu آزاد شده بسیار کم باشد. کاهش مقادیر بی‌هنجاری Eu به موازات تهی‌شدگی Na و Ca، از سنگ مادر به منطقه‌ی دگرسانی سیلیسی نشان از دگرسانی پلاژیوکلازها با پیشرفت فرایند دگرسانی و هوازدگی دارد. در منطقه دگرسانی فیلیک، بی‌هنجاری Eu بسیار ناچیز است و میزان آن طی فرآیندهای دگرسانی نسبت به سنگ مادر با تغییراتی همراه نبوده است. این نشان می‌دهد که pH سیستم دگرسان طی شکل‌گیری و گسترش، تغییر چندانی نداشته است.



شکل۴ الگوهای تغییرات عناصر خاکی نادر به هنجار شده به کندریت [۸] در منطقه‌های دگرسان الف) سیلیسی، ب) فیلیک، پ) آرژیلیک و ت) پروپلیتیک انباق.



شکل ۵ نمودار ستونی میانگین *Eu/Eu و *Ce/Ce، منطقه‌های مختلف دگرسان، به هنجار شده نسبت به کندریت [۸].

مقدار نسبت (*Ce/Ce) در منطقه‌های پروپلیتیک، آرژیلیک، و فیلیک به مقدار جزئی کمتر از منطقه‌ی سیلیسی و نمونه‌ی سالم بوده و حاکی از آن است که مقداری از Ce آزاد شده، به صورت Ce^{3+} به‌وسیله‌ی گرماب‌ها از محیط خارج شده است (شکل ۵). دلیل این مسئله افزایش پایداری همبافت‌های حمل‌کننده‌ی REEs با افزایش دماست [۱۶]. تغییرات جزئی بی‌هنجاری Ce بیانگر این است که شرایط پتانسیل اکسایشی سیستم دگرسانی طی شکل‌گیری و گسترش تغییر چندانی نداشته است.

برداشت

۱- دو فرایند آب‌شویی و تثبیت، عوامل اصلی کنترل کننده‌ی توزیع عناصر خاکی نادر در سیستم دگرسان انباق است.

۲- طی شکل‌گیری منطقه سیلیسی، عناصر خاکی نادر سبک و سنگین با درصد بالا و مشابهی از سیستم خارج شده‌اند که متأثر از شرایط دما و pH پایین شاره‌ها و فعالیت بالای لیگند $SO4^{-2}$ در شاره‌ی دگرسان کننده بوده است.

۳- وفور سریسیت به همراه اکسید آهن ناشی از دگرسانی پیریت نقش موثری در غنی شدگی HREEs در زون فیلیک ایفا کرده‌اند.

[DOR: 20.1001.1.17263689.1395.24.4.7.5]

۴- در واحدهای دگرسانی آرژیلیک و پروپلیتیک، عناصر خاکی نادر دستخوش کاهش و افزایش توأمان جرم شده‌اند. در منطقه‌ی آرژیلیک تهی‌شدگی LREEs در بخش‌های بیرونی این منطقه نسبت به سنگ کمتر دگرسان شده احتمالاً ناشی از ظرفیت تبادل کاتیونی پایین کانی‌های رسی در pH اسیدی است. وجود همبستگی‌های مثبت REEs با Fe و Mn پیشنهاد می‌کنند که اکسیدها و هیدروکسیدهای آهن و منگنز نقش مهم در تمرکز REEs داشته اند.

۵- غنی شدگی نسبی LREEs و HREEs نسبت به MREEs حکایت از تثبیت آنها در اثر فازهای کانیایی نوریخت به عنوان روبنده‌های اصلی این عناصر طی تشکیل و گسترش منطقه‌ی دگرسانی پروپلیتیک دارد.

۶- کاهش جرم Eu در واحد دگرسانی سیلیسی شدیدتر از منطقه‌های دیگر بوده که شستشوی اسیدی و حضور اندک سولفیدهای گرمابی و کانی‌های رسی باعث شده که تمرکز و جذب Eu^{2+} آزاد شده بسیار کم باشد.

۷- رخداد بی‌هنجاری منفی Eu در منطقه‌ی آرژیلیک تابعی از فعالیت بالای یون‌های همبافت کننده سولفاتی، کاهش pH ناشی از اکسایش پیریت‌های درونزاد و دمای محلول‌های دگرسانی است.

مراجع

[۱] جمالی ح.، یعقوب پور ع.، مهرابی ب.، "*ارتباط کانی سازی های مس و طلا با فازهای مختلف ماگمایی در توده‌های خانکندی و یوسف لو، شرق اهر*"، مجله بلورشناسی و کانی-شناسی ایران، شماره ۳ (۱۳۹۱) ص ۵۴۷-۵۶۴.

[2] Lewis A. J., Palmer M. R., Sturchio N. C., Kemp A. J., "*The rare earth element geochemistry of acid-sulfate and acid-sulfate-chloride geothermal systems from Yellowstone National Park, Wyoming, USA*", Geochimica et Cosmochimica Acta 61 (1997) 695-706.

[3] Takahashi Y., Tada A., Shimizu H., "*Distribution of pattern of rare earth ions between water and montmorillonite and its relation to the sorbed species of the ions*", Analytical Sciences 20 (2004) 1301-1306.

[4] Parsapoor A., Khalili M., Mackizadeh M. A., "*The behaviour of trace and rare earth elements (REE) during hydrothermal alteration in the Rangan area (Central Iran)*", Journal of Asian Earth Sciences 34 (2009) 123-134.

[5] Henderson P., "*Developments in geochemistry, rare earth elements geochemistry*" Elsevier Science Publishers, New York (1989).

[6] Michard A., "*Rare earth element systematics in hydrothermal fluid*", Geochimica et Cosmochimica Acta 53 (1989) 745-750.

[7] Van Der Weijden C. H., Van Der Weijden, R. D., "*Mobility of major and some redox – sensitive trace element and rare earth elements during weathering of four granitoids in central Protugal*", Chemical Geology 125 (1995) 149-167.

[8] Taylor S. R., McLennan S. M., "*The continental crust: its composition and evolution*", Blackwell Oxford (1985) 312 p.

[۹] نبوی م.ح.، "دیباچه‌ای بر زمین‌شناسی ایران. انتشارات سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، (۱۳۵۵) ۱۰۹ص.

[10] Hemley J. J., Hunt J. P., "*Hydrothermal ore-forming processes in the light of studies in rock buffered systems; II, Some general geologic applications*", Economic Geology 87 (1992) 23-43.

[11] Whitney D. L., Evans B. W., "*Abbreviations for names of rock-forming minerals*" American Mineralogist 95 (2010) 185-187.

[12] Wood S. A., "*The aqueous geochemistry of the rare earth elements and yttrium: 2. Theoretical prediction of speciation in hydrothermal solutions to 350°Cat saturation water vapor pressure*" Chemical Geology 88 (1990) 99-125.

[13] Fulignati P., Gincada A., Sbrana, A., "*Rare earth element (REE) behavior in the alteration facies of the active hydrothermal system of volcano (Aeolian magmatic islands, Italy)*", Journal of Volcanology and Geothermal Research 88 (1999) 325-342.

[14] Lopez J. M. G., Bauluz B., Fernandez-Nieto C., Oliete, A. Y., "*Factors controlling the rare element distribution in fine- grained rocks: The albian kaolinite- rich deposits of the Oliete Basin (NE Spain)*" Chemical Geology 214 (2005) 1-19.

[15] Patino L. C., Velbel M. A., Price J. R., Wade J. A., "*Trace element mobility during spheroidal weathering of basalts and andesites in Hawaii and Guatemala*", Chemical Geology 202 (2003) 343-364.

[16] Haas J. R., Shock E. L., Sassani D. C., "*Rare earth elements in hydrothermal systems: Estimates of standard partial molal thermodynamic properties of aqueous complexes of the rare earth elements at high pressures and temperatures*", Geochimica et Cosmochimica Acta 59 (1995) 4329-4350.

[DOR: 20.1001.1.17263689.1395.24.4.7.5]